

地震

第 2 輯

第 2 卷 第 2 號

昭和 24 年

論 說

地震津浪について (其Ⅱ)

積分の数値計算……………松澤武雄…33

餘震區域の面積と有感半徑との關係……………關彰・本間正作…37

地震波速度の時間的變化……………早川正己…41

大地震前後に於ける地震活動性の變化について (第Ⅰ報) ……村内必典…47

東北日本 (東半) における地震發生の時間・地理的分布……………早川正己…52

震波速度の異常地域……………飯田波事・早川正己…55

報 告……………58

地震時報……………62

學會記事……………63

雜 錄……………64

地震學會

地震學會々則

1. 本會は地震およびこれに關連する諸現象並びに應用に關する知識を交換、普及し震火災防止に貢獻することを目的とする。
2. 本會は地震學會と稱して、事務所を當分の間、東京大學理學部地球物理學教室內におく。
3. 本會はその目的を達するため下記の事業を行う。
 (i) 通常總會および臨時總會 (ii) 學術講演會
 (iii) 會誌「地震」の發行 (iv) 其他必要なる事業
 通常總會は毎年必ず1回適當な時期に行い、臨時總會は委員5名以上あるいは會員30名以上の請求のあつた時に開く。
4. 本會々員は普通會員及び贊助會員とする。會員となろうとする者は會費1ヶ年分をそえて本會事務所へ申込むものとする。
5. 地方あるいは特別の機關等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名、委員若干名をおく。
7. 委員長は本會を代表し、各委員は編輯、庶務、會計等の事務を分擔し、そのために若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本會には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通會員の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし、再選をさまたげない。
10. 委員長及び委員の更迭期は1月とする。途中補缺として加つたものの任期は前任者の殘存期間とする。

附 則

1. 普通會員の會費は當分の間年300圓とし、委員によつて適宜變更することができる。
2. 會費年1口(1000圓)以上をおさめたものを贊助會員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。

委 員 (1950年1月選出)

委員長	松澤武雄				
委員	福富孝治	加藤愛雄	坪井忠二	河角廣	
	宮村攝三	宮部直巳	西村英一	佐々憲三	
	長谷川萬吉	吉山良一	井上宇胤	和達清夫	
	本間正作	末廣重二	飯田汲事	北澤五郎	
	武者金吉	山口生知			
庶務係委員	宮村・末廣	會計係委員	河角・山口		
編輯係委員	井上・福富・加藤・坪井・宮部・西村・吉山・飯田・北澤				
幹事	鈴木次郎(庶務)	矢崎敬三(編輯)			

地震津浪について (其二)

積分の数値計算

地震研究所 松澤 武雄

(昭和 25 年 1 月 10 日受理)

1. 其一のちぢまない水の二次元の問題で、海底が深さに比べてあまり大きくない上下變動をする場合に、それまで動いていなかった海水の動きの式を出し、第4節で一つの特別な場合を計算した。それは海底變化の横の波長が、海の深さに比べて極めて大きい場合に許される近似計算であつた。

こゝでは、積分の数値計算によつて、その近似計算をたしかめ、更に其一の近似計算の許されないような、變化區域の小さい場合の数値計算を示し、又その近似計算についての注意を述べる。

2. 其の一第4節で海岸の水面ののぼりは

$$\zeta = 16 \frac{a}{T} \int_0^{\infty} \frac{\cos \sqrt{p} \frac{T}{2} \cos \frac{\pi}{2} \mu \cos \frac{\pi}{2} \frac{L}{l} \mu \cos \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2} \right)}{\left(e^{\frac{\pi}{2} \frac{h}{l} \mu} + e^{-\frac{\pi}{2} \frac{h}{l} \mu} \right) \left\{ \left(\frac{\pi}{T} \right)^2 - p \right\} (1 - \mu^2)} d\mu,$$

但し
$$p = \frac{g \pi}{h} \frac{h}{2} \frac{h}{l} \mu \tanh \frac{\pi}{2} \frac{h}{l} \mu.$$

其一、4 の近似計算と比べる爲に、 $t + \frac{T}{2} = 1250$ sec. の場合の数値計算を試みる。この時間 t は、今の場合、長い波が 250 km 即ち $2/4 l$ だけ傳わる時間である。それ故に、其一4 の(iii)から豫期される ζ は $\zeta = \frac{A}{\sqrt{2}} = 0.71A$ である。

次に數値積分の爲に、次の曲線 (Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3) を示す。即ち

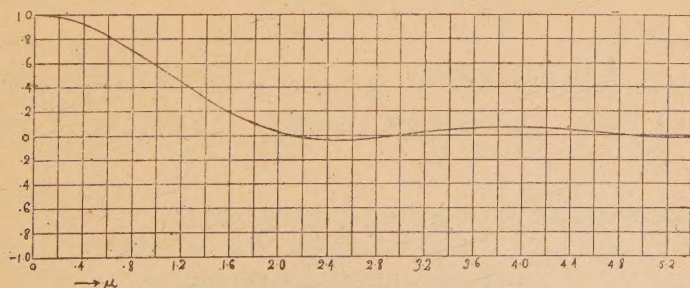


Fig. 1, $\frac{\cos \sqrt{p} \frac{T}{2} \cos \frac{\pi}{2} \mu \cos \left\{ \frac{\pi}{2} \frac{L}{l} \mu - \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2} \right) \right\}}{\cosh \left(\frac{\pi}{2} \frac{h}{l} \mu \right) \left\{ 1 - p \left(\frac{T}{\pi} \right)^2 \right\} (1 - \mu^2)}$ に対するもの,

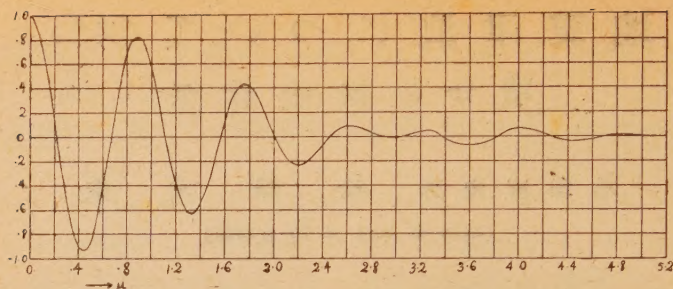


Fig. 2, $\frac{\cos\sqrt{p}\frac{T}{2}\cos\frac{\pi}{2}\mu\cos\left\{\frac{\pi}{2}\frac{L}{l}\mu+\sqrt{p}\left(t+\frac{T}{2}\right)\right\}}{\cosh\left(\frac{\pi}{2}\frac{h}{l}\mu\right)\left\{1-p\left(\frac{T}{\pi}\right)^2\right\}(1-\mu^2)}$ に対するもの,

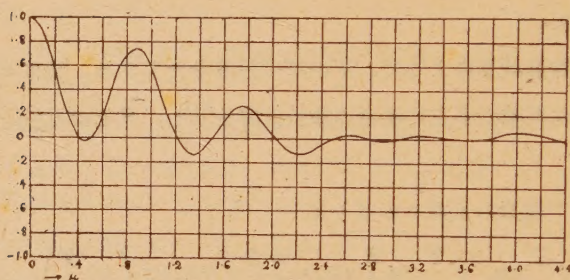


Fig. 3, $\frac{\cos\sqrt{p}\frac{T}{2}\cos\frac{\pi}{2}\mu\cos\frac{\pi}{2}\frac{L}{l}\mu\cos\sqrt{p}\left(t+\frac{T}{2}\right)}{\cosh\left(\frac{\pi}{2}\frac{h}{l}\mu\right)\left\{1-p\left(\frac{T}{\pi}\right)^2\right\}(1-\mu^2)}$ に対するもの.

此等の曲線と横軸との間の面積は、Fig. 1 で +1.15, Fig. 2 で +0.03, Fig. 3 で 0.580 である。Fig. 1 と Fig. 2 の和の半分は Fig. 3 になる筈であるが、前者は 0.59 で後者は 0.58 であるから、實用上の差支はない。又 Fig. 2 は Fig. 1 に比べると極めて小さいから、概算では Fig. 1 だけ考えればよい。

さて此の計算から ζ を出ると

$$\zeta = \frac{4}{\pi} A \times 0.58 = 0.74 A$$

と出る。これを其一、4 の近似法の場合の $\zeta = 0.71 A$ に比べると、此種の計算としては、大體あつていとみてよい。ことに津波の高さの見當をつける目的なら、この位のくいちがいは問題にならない。

3. 海底の変動範囲が深さに比べて餘り大きくない場合の例として

$$\frac{h}{l} = 0.5, \quad \frac{L}{l} = 10, \quad t + \frac{T}{2} = 420 \text{ sec.}$$

の場合を計算しよう。 h 及び T の値は前の時と全く同じである。今の場合 t の値は、海底變動の中心から、海岸まで、長い波の傳わる時間である。

2. の Fig. 1 及び Fig. 2 に對應する曲線は夫々 Fig. 4 及び Fig. 5 である。Fig. 4 の面積は 0.786 で Fig. 5 は 0.009 であるから、その和の半分は 0.387 である。したがって

$$\zeta = \frac{4}{\pi} A \times 0.387 = 0.493 A$$

となる。變動區域が大きい時には、變動と殆ど同じ高さになる筈の所、今の場合には約半分となつた。

此場合でも Fig. 4 だけ計算すれば、大體のことをみるには差支ない。このことは一般に數學的にも豫期されることである。

4. 近似計算の吟味。ζ の式の中で主要な因子は

$$\frac{1}{2 \cosh \frac{\pi h}{2 l} \mu}, \quad \frac{\cos \sqrt{p} \cdot \frac{T}{2}}{\left(\frac{\pi}{T}\right)^2 - p}, \quad \frac{\cos \frac{\pi}{2} \mu}{1 - \mu^2} \quad \text{及び}$$

$$\cos \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2}\right) \cos \frac{\pi L}{2 l} \mu \quad \text{である。はじめの三つの}$$

因子は、夫々或 μ の近邊で値のあまり變化しない

所がある。これは數値積分の收斂からは都合のよいことであるが、厄介なのは最後の項である。特に L/l や t が大きい時には極めてはやく振動する。しかし、これを和と差の cosine 即ち

$$\cos \left\{ \frac{\pi L}{2 l} \mu - \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2}\right) \right\} \quad \text{及び} \quad \cos \left\{ \frac{\pi L}{2 l} \mu + \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2}\right) \right\}$$

に分けて考えると、前者は $\frac{d}{d\mu} \left\{ \frac{\pi L}{2 l} \mu - \sqrt{p} \left(t + \frac{T}{2}\right) \right\} = 0$ の根に當る μ の近邊で極めてゆるやかに變化し、後者はどこでも極めてはやく振動する。

それで積分の値を主として定めるものは、前者だけになる、これは都合のよいことである。

前記の μ の根は、 t が大きくなる程大きくなる。一方積分の他の因子、特に $1/\cosh \left(\frac{\pi h}{2 l} \mu\right)$ は μ が大きくなると急速に小さくなる。それ故に、ζ の値は、最初の極大の後は極めてはやく小さくなる。

したがって、海底の變動が一方むきの簡單の場合にも、遠方では、波の分散の結果として多少のくりかえしが豫期されるのであるが、後のものの振幅は極めて急に小さくなる筈であつて、實測にかゝる程何邊もくりかえすことはないと考えられる。

さて、前述のように、 μ の根が大切な意味を持つのであるが、その變化の有様は次の式

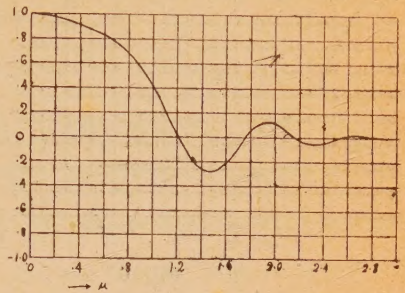


Fig. 4

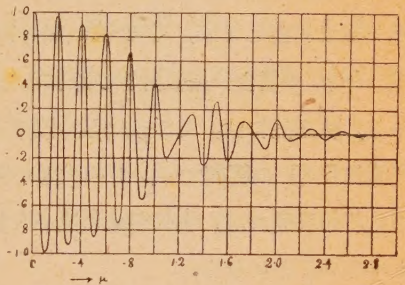


Fig. 5

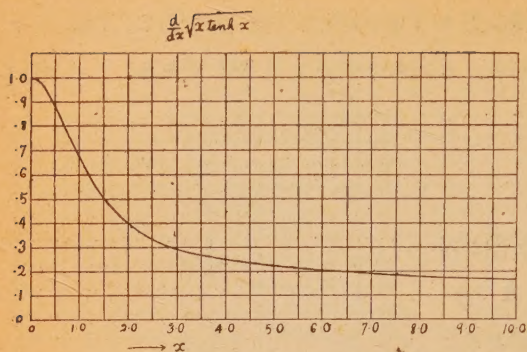


Fig. 6

$$D = \frac{d}{dx} \sqrt{x \tanh x}$$

の圖を書いておくと、直ちに見當がつく、その圖を示すと、Fig. 6 のようになる。こゝに $x = \frac{\pi h}{2 l} \mu$ である。そこで前述の x の根を與える式は

$$\frac{L}{\sqrt{gh}} - D\left(t + \frac{T}{2}\right) = 0$$

である。

L 及び t の値次第によつては、 D の値が 1 以上になる。その時には、 x には實根がない。その場合に對しては、 ζ の値はゼロになる筈である。その嚴密な數學的證明は厄介であるが、 $h \ll l$ の場合の近似計算の際にも見られたことである。 \sqrt{gh} は水の長い波の速さであるから、物理的には、その長い波の到着以前には水の動きがないということである。

次に $D < 1$ の範圍では、 t の大きい程即ち時間のたつ程 x したがつて μ も大きくなるから、その近邊では、本節初めに述べた第 1, 第 2, 第 3 因子等は極めて小さくなるので、 ζ も小さいことになる。

又第 1 及び第 3 因子を比較すると、 h/l が小さい時には、 x の大きい所では、第 3 因子は極めて小さいから、 ζ の振動することも少いわけである。すなわち、同じ距離で觀測するとすれば、地殻變動の波長の大きい程、波のくりかえしは少いわけである。

餘震區域の面積と有感半徑との關係

關 彰*・本 間 正 作*

(昭和 25 年 1 月 20 日受理)

1. 題意 淺發大地震には多數の餘震を伴うのが例で、餘震を發生する區域には主震を發生せしめた潜在エネルギーの残りが、あるいは主震に伴ひ二次的に發生した潜在エネルギーが蓄えられていて、これが段々餘震として發散して行くと考えられる。この餘震となるエネルギーは主震のものの残りとしても、二次的に發生したものとしても、主震のエネルギーとは大小相應ずるとするのがもつともらしい。もし餘震の潜在エネルギーが地殻上部のある深さまでの層に分布し、しかもその體積密度に一定の上限があると假定すると、そのエネルギー總量が大きい程廣い面積にわたつて分布していることになり、したがつて餘震の發生區域の面積もまた廣いと考えられる。

一方有感區域の平均半徑と淺發地震の規模、したがつてエネルギーの大小との間にも密接な關係があることが知られているから⁽¹⁾、大まかに見て主震の有感半徑 R と餘震區域の面積 A との間に函數關係が豫想される。

2. 資料と結果 R と A の關係を見るため 1923 年から 1948 年まで我國で起つた大地震中、餘震分布の調べられた總てのものを使った。

餘震區域の面積は大ていは橢圓 (又は圓) 形をしているから、その長短兩徑から計算した
が、丹後、男鹿半島及び鳥取地震は形がゆがんでいるので方眼に分けて面積を求めてある。

第 1 表

番號	地 震 名	發震年月日	餘 震 面 積 km ²	有 感 半 徑 km
1	關 東 地 震	大正 12. 9. 1	18.84×10^3	900
2	丹 後 地 震	昭和 2. 3. 7	1.91×10^3	545
3	北 伊 豆 地 震	5 11.26	1.52×10^3	500
4	埼 玉 地 震	6. 6.17	0.47×10^3	400
5	三 陸 沖 地 震	8. 3. 3	87.04×10^3	1000
6	福島東方沖地震	13.11. 5	10.00×10^3	630
7	男鹿半島地震	14. 5. 1	0.52×10^3	400
8	日向灘地震	16.11.19	2.32×10^3	450
9	鳥 取 地 震	18. 9.10	0.78×10^3	450
10	南 海 道 地 震	21.12.21	27.48×10^3	750
11	福 井 地 震	23. 6.20	0.95×10^3	450

* 中央氣象臺地震觀測所

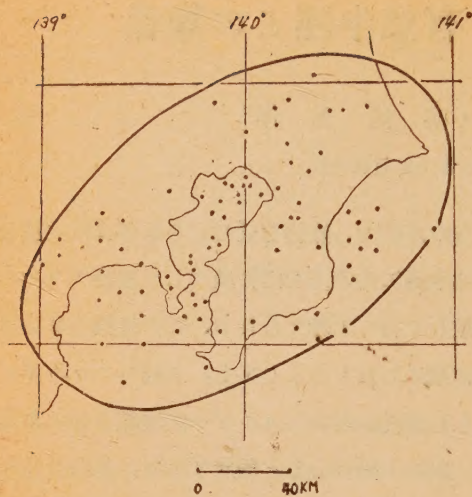


Fig. 1. Kwantō Earthq.

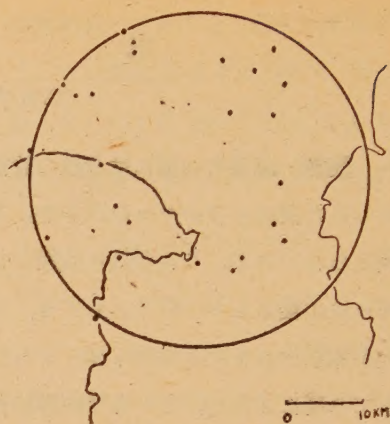


Fig. 2. North-Idu Earthq.

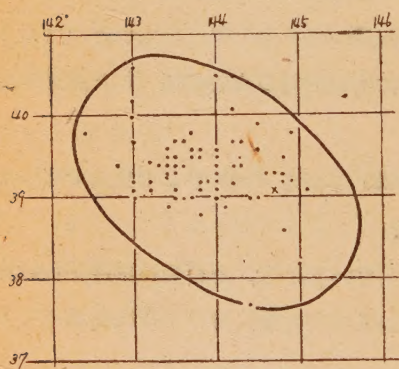


Fig. 3. Earthq. off Sanriku.

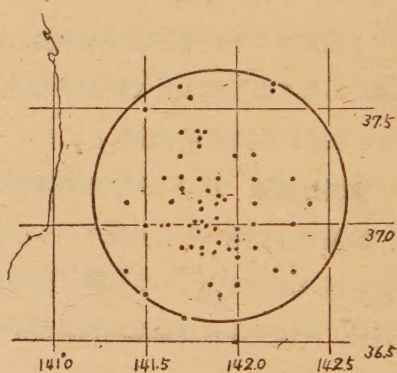


Fig. 4. Earthq. off Fukushima.

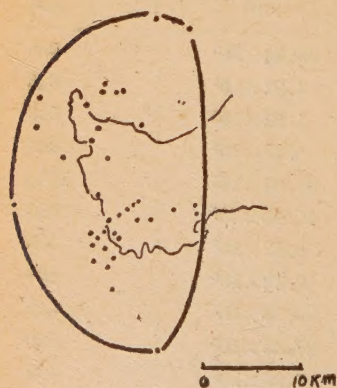


Fig. 5. Oga-Peninsula Earthq.

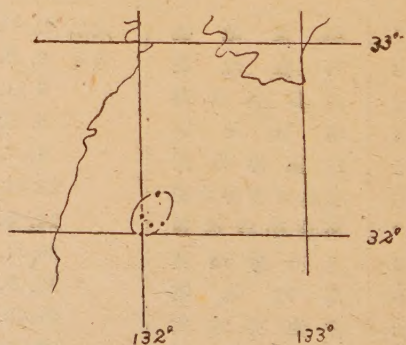


Fig. 6. Hyuganada Earthq.



Fig. 7. Tottori Earthq.

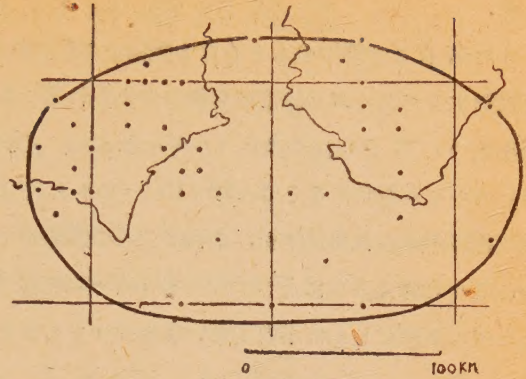


Fig. 8. Nankaido Earthq.

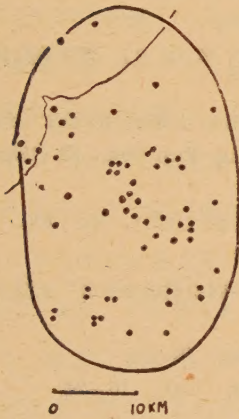


Fig. 9. Fukui Earthq.

(第 1~9 圖)⁽²⁾地震により区域内の餘震の密度も違い、同じ地震についても区域内の各部分により密度が違うから、多少不安が残るが、震央の決められた餘震の材料が餘震總數にくらべて一般に少く、一應決めてあるものでも海底地震などでは精度が低い事が多いから、異論も出ようが、此處では餘震區域の輪かくを決めたわけである。

その結果は第 1 表及び第 10 圖に示してある。第 10 圖で白丸は陸上地震、黒丸は海底地震である。番號は第 1 表の番號である。この圖から陸上地震と海底地震は全く 2 群に分れてゐる事に氣がつく。殊に陸上地震はきれいに直線のにり、最小自乘法でこの關係を決めると

$$\log_{10} A = 1.498 + 0.00315 R$$

となる。海底のものは資料は少いが $\log_{10} A = 2.140 + 0.00289 R$ で表わされる。

陸上地震と海底地震のこの著しい差異は陸と海底の地殻物性の差によるものであろう。

3. 結言 精密な資料に乏しいため十分のことは出来なかつたが、初めに豫想したように餘震發生區域の面積と有感半徑の間に深い關係があり、しかもその關係が陸上地震と海

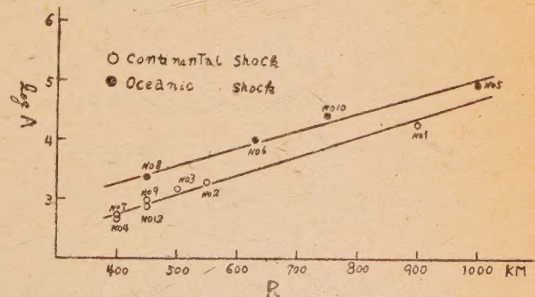


Fig. 10

底地震ではつきり違つていて、一般に海底地震の方が餘震區域の面積が大きい事實が確めら

れた。

なお 1. にこの調査のもとをなす機構を想像的に述べたが、たゞ今の處では上のような事實を説明するメカニズムは他にも色々求められるであろう。たとえば鷺坂氏⁽¹⁾の決められた關係を使つて R から主震のエネルギーを求め、それを餘震區域面積で割つた、單位面積當りのエネルギーを求めると $2 \sim 80 \times 10^{17}$ (エルグ/平方釐) という色々の値を得たが、そこに別段の秩序が見られなかつた。これは 1. の想像がそのまゝはあてはまらない事を示している。しかし考えようによつてはエネルギー面密度がこの程度に一定な事は前に想像したメカニズムが甚だしくは不當でない事を示すとも言えよう。

[註]

- (1) 鷺坂清信, “地震のエネルギー” 驗震時報 10, 3, 4 號 (1940), 385~448.
- (2) 丹後地震の圖は載せなかつたが、これは那須博士の下記論文によつた。
- (3) 保田柱二, 小平孝雄, “東京地震觀測” (明治 5 年 9 月—大正 12 年 12 月), 震災豫防評議會 (1924).
- (4) N. Nasu, “Supplementary Study on the Stereometrical Distribution of the After-Shocks of the Great Tango Earthquake of 1927” Bull. Earthq. Res. Inst., 13 (1935), 335—399.
- (5) 隼田公地, “北伊豆烈震の前震及餘震の震央位置” 驗震時報 5, 1 號 (1931), 123—130.
- (6) 氣象要覽 (昭和 8 年).
- (7) 中央氣象臺地震掛 “昭和 13 年 11 月 5 日福島縣東方沖地震及び同餘震調査報告” 驗震時報 10, 3, 4 號 (1940), 528—545.
- (8) 萩原尊禮, “昭和 14 年 5 月男鹿地震の餘震分布” 地震 12 (1940), 15—24.
- (9) 本間寧, “昭和 16 年 11 月 19 日の日向灘地震に就て” 驗震時報 (1942), 16—24.
- (10) 中央氣象臺, “昭和 18 年 9 月 10 日鳥取地震概報” (1943).
- (11) 那須信治, “埼玉地震概説” 地震 3 (1931), 745—754.
- (12) 中央氣象臺, “昭和 21 年 12 月 21 日南海道大地震調査概報” (1947).
- (13) 中央氣象臺, “昭和 23 年 6 月 28 日福井地震調査概報” 驗震時報 14 別冊 (1948).
- (14) 地震通信 No. 27 (中央氣象臺地震課).

地震波速度の時間的變化

地質調査所 早川 正巳

(昭和 25 年 3 月 21 日受理)

この問題については地震研究所談話會、地震學會氣象學會等で度々講演をしたが、雑誌には未だ發表したことがなかつた。それでここに簡単に要領だけをしるすことにした。諸先輩の御批判御叱正を乞う次第である。

1. 序論. 2. 第一の方法. 3. 第二の方法. 4. 結語,

1. 序論 各地における地震波の観測から地震波速度の地理的分布をしらべ、それによって地下の構造を推定しうことはよく知られたところであるが、この速度分布は果して時間的に變化しないものであろうか。地殻内における物質の状態、たとえば温度・容積・應力等の變化に伴い弾性率つまりは地震波速度の變化することも一應は考えられる。この問題について研究したことを以下に述べよう。

上にしるした様な理由により假に地震波速度が時間的に變化するものとする、ここに問題となるのはその量である。この量が餘り小さく、観測にかからない様なものであれば問題は難しくなる。これをしらべるには結局、地震観測の記録を整理して吟味するより他に方法がない。實際にこの種の問題を検討する材料としては氣象臺の地震資料が好都合と思われたので氣象臺で種々便宜を計つてもらいこれを利用した。

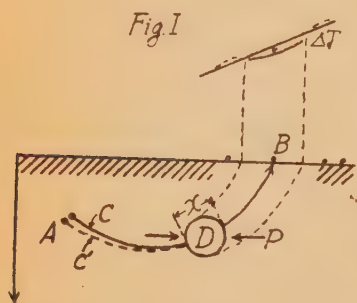
次に材料の整理方法であるが、これが非常に難しい。色々考えた結果、二つの方法を案出した。第一の方法は時間的には異なるが、同じ(か又は非常に接近している)場處に二度以上起つてゐる地震を捉え、各地におけるこれ等二回の地震波到着時間の差をしらべるのである。これ等二回の地震波の経路を同一とすればこの期間にこの経路内に速度變化を起す要素が含まれておればその影響は結果にあらわれてもよい筈である。

この方法を実施する際に心配となるであろう色々の缺點を除く目的で第二の方法を試みた。それは任意の場處に起つた二つの地震(相互に同一地點で起つてゐる必要はない)の走時曲線をつくり、問題となる場處の走時がこの走時曲線から何れだけずれているか、この二つの地震の場合を比較して、それ等ずれの差をしらべるのである。(この差をしらべることにより各地の地理的な速度變化は除かれるであろう)。

この様な二通りの方法により多くの材料を處理した結果、大地震の前、數ヶ月位から震源になる場處の附近での地震波到着時間に秒單位程度の速度變化らしいものがあらわれることが分つた。實際問題としてはこの差は観測綜合誤差と同程度か、あるいは多少大きい程度の

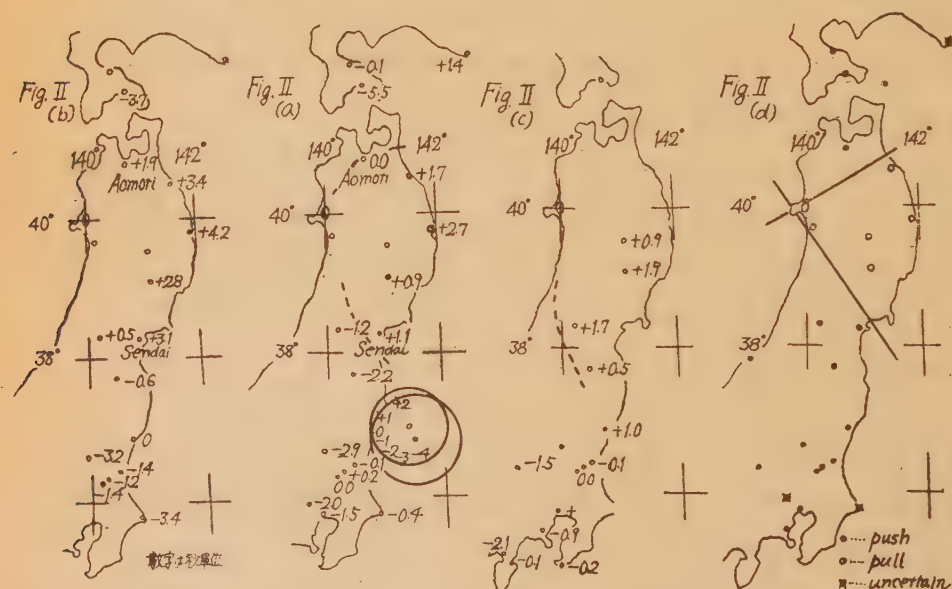
デリケートな量であるから種々吟味を行い解釋には慎重を期した。

紙面の都合上ごくあらましのことしか書けず、諒解し難い點も多々あることと思われる。ここにお詫び申上げる次第である。



2. 第一の方法 Fig. I において地下の D という部分に弾性率の變化がおこると地震波の速度も變化し (δV だけ) 走時曲線の對應部分に $\Delta T = \int_0^{\infty} \frac{dx}{dV}$ だけの到着時間差があらわれてもよいであろう。ここで問題となるのは材料として使用する兩地震の震央、及び震源の深さの精度、兩地震波の傳播経路、観測及び讀取りの誤差、各地の地質的特性等であろう。

震源位置は最小自乗法により走時曲線を計算しそれからきめた。兩地震波の傳播経路の差による到着時間の差については震源位置の差を考慮に入れて補正圖をつくり検討した。観測、讀取りの誤差は氣象臺のしらべでは $\pm 1 \sim 2$ 秒程度となつている。最後の各地の地質的特性は震源位置、傳播経路の吟味で一應解決出來たと考えておこう。次にこの様な吟味を加えた一つの實例について簡単にのべる。



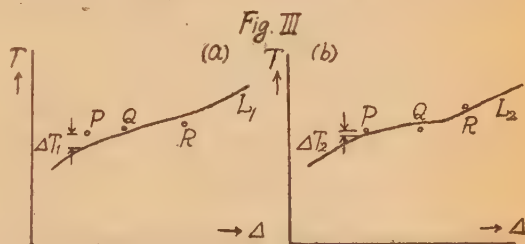
昭和 14 年 1 月 24 日と 2 月 17 日の福島縣沖合の地震についてしらべたところ Fig. II (a), (b) に示す様な結果をえた。(a) の方は氣象要覽の生の材料を使つて出したものであり、(b) の方は震源位置差による補正を加えて出した結果である。これを見ると、この期間

内に数秒程度の到着時間差が出ているように見える。而も、不規則に出ているのではなく、この正、負量は何かある規則正しい分布状態を示していることが分る。一方、同じ頃、内陸柿岡附近に起つた二つの地震(同年2月1日と3月10日)の組合せを使つてしらべた結果を Fig. II (c) に示す。(これは種々の嚴密な吟味を加えたものである)。これを見るとやはり Fig. II (b) とよく似た到着時間差があるらしく見える。なお、この頃の前後の材料についてしらべて見ると、この様な傾向は1月頃から始まつて4月頃迄つゞいていることが分つた。

ところが面白いことには同年5月1日に男鹿地震が起つている。この地震の初動分布を圖に書いてみると Fig. II (d) の様になる。こうなると、この到着時間差の分布は地震の起り方と何かある関係がありそうに見える。

この様な例はまだ他にもあるが、この方法では使う材料(震源)が非常に接近しておらねばならず、そういう例はなかなか何時も集めるといふ譯にはゆかない。また如何に吟味しても震源が少しでもはなれている場合は傳播経路の問題が残る。これらの難點を解決する爲次に説明する第二の方法を考えた。

3. 第二の方法 Fig. III(a), (b) のは時を異にする二つの走時曲線である。この場合、兩震源は互に同一地點である必要はない。今、ある一つの觀測點 P に着目し、この點の走時曲線からの偏奇量 ΔT_1 , ΔT_2 を考えてみる。これらの偏奇量は次にのべる三つの意味を含んでいる。即ち



1°. P 點附近の地質の影響による地震波速度異常。

2°. 觀測、讀取り等の誤差。

3°. P 點附近の地震波速度の時間的異常。

今 ΔT_1 と ΔT_2 の差を作つて見ると、1°, 2° は一應除かれ、3° が議論出来ることになる。ところで問題は走時曲線の引き方である。一寸見には非常に多くの材料を使つた標準の走時曲線を作つておけばよいように見えるであろうが、今の場合各個地震の特異性を考えて見ればやはりその途度、各觀測點の走時を使つて走時曲線を引くべきであろう。この際材料の地震が大きく觀測點のばらつく場合は東北・關東中部・中國地方という様に大分けた。勿論これらの一部のみしか觀測點のない場合は問題でない。さて具體的に各走時から走時曲線を引くのに移動平均を用いた。勿論移動の幅はよく吟味した上のことである。

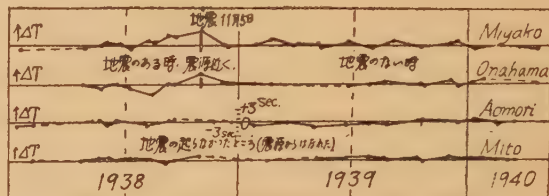
この様にして昭和5年から21年迄の稍顯著以上の地震についてしらべた結果、Tab. I に示す程度の地震の前、數ヶ月位から震波速度に3.4秒程度の變化らしきもののあらわれる

Tab. I

年	月 日	震 央
1930	11 26	伊豆北部箱根
1931	9 21	武 蔵 北 部 139.1 36.
1933	3 3	三 陸 沖
1935	7 11	靜 岡 138.4 35
1938	1 12	紀州田邊沖 135.2 33.7
1938	11 5	磐 城 沖 141.7 37.1
1939	5 1	男 鹿 半 島 139.8 40.0
(1943)	3 4~5	鳥 取 縣)
1943	8 12	福 島 田 島 139.8 37.3
1943	9 10	鳥 取 縣 134.2 35.5
1943	10 13	長野野尻湖 138.2 36.8
1944	12 7	東 南 海 136.2 33.7
(1945)	1 8	三河温美? 137.2 34.7)
1946	12 21	南 海 道

ことが分つた。そして大きな地震のない時には顯著な震波速度の時間的變化のあらわれないことも分つた。一例としてここに昭和 13~4 年頃の變化圖を Fig. IV で示す。縦軸は ΔT 、横軸は時間を示して

Fig. IV



いる。Tab. I に示した地震は Fig. IV には太い縦線で示した。Tab. I に示したのは大體、理科年表に出てゐる程度の大地震で、先づこの程度の地震が震波速度に影響を及ぼすらしいことが分つたのである。

さてこの圖にある様な變化は偶然とすれば何の位の確率であられるものか、一寸當つて見た。その

結果は Tab. II に示す様になる。この表において最上段に書いたのは ΔT の頻度曲線である。つまりこれは各觀測所共 $\pm 1 \sim 2$ 秒以内程度の偏奇 ΔT が多いということを示している。(勿論觀測所により觀測の良し悪しによりこの頻度も異なる) 従つて時間的に續いて ± 2 秒程度又はこれ以上の ΔT があらわれることは偶然としては起り難いということをも示しているのである。

さてこの量が具体的に何の程度のものとなるか、それを見る爲、最も左の列に二、三の時間的變化の形をしるした。即ち、1, 2 はジグザグの形、3, 4 は最も屢々あらわれた時間的變化の形である。(横軸は時間縦軸は ΔT である) この様な形があらわれる確率を計算して見ると、Tab. II の様になる。各欄の數字はその確率で、() 内はジグザグ形の起る確率を 1 とした時、それに比して何れ位起り難いかという度合である。

この表を見ると、續いて ± 2 秒程度のあらわれる この様な時間的變化はジグザグ形の場合に比し、偶然としては數倍乃至數十倍程度に起り難いことが分る。又、この値は觀測所の ΔT の頻度曲線即ち觀測の良し悪しにも關係していることが分る。以上は時間的變化の後に起る地震とは無關係の話であるが、次に地震との關係について當つて見る。

これには水上博士も淺間の爆發とその前に起る地表面傾斜の問題に利用しておられる様に坪井博士の重價平均の方法が都合がよいので、ここにもこれを利用した。これは地震の時間

的回数をフー

リエ級数に展開

し、一方震波速

度の ΔT をやは

りフーリエ級数

であらわし、こ $10 \times E(t) = 2-2-2-0-1-1-1-2-2$
(0 0 0 2 1 1 2 1 1 0 0)

これらの係数により相関を求めるのであるが、ここにこの方法を用いて計算し

た二三の實例を Fig V にしめす。圖例

からも分る様に地震の起る前、2, 3 月

位のところに震波速度の時間的變化の

極大値があるようである。然し、これは地震の規模などによりこの期間はあ

る幅を持っている。

4. 結語 以上述べた様に震波速度

の時間的變化がその後起る地震と關

係のあるらしいことが分つた。何しろ

その量が観測其他の誤差を少し許り上

廻つた程度であるから、今後、器械の

精度をよくし、色々検討してみなければならない。氣象臺では、今後の観測の精度をよくす

る爲、今一樣な回轉速度を有し、ギヤのガタの少い精度の高い刻時裝置を有する地震計を

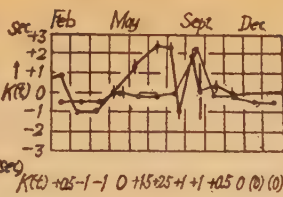
作りつつある。そしてラヂオの時報を入れる様にし、又、回轉の速度も大體 60 mm が 1 分

程度になるよう設計されており、これの試作もそう遠いことではないと思われ、この問題の

解決にも大に役立つことであろう。

Fig V(1)

21st Sept. 1931. Kakioka



Result of calculation



Time variation of seismic wave velocity $K(t)$
Frequency of earthquake occurrence $10 \times E(t)$

12th Jan. 1938. Wakayama

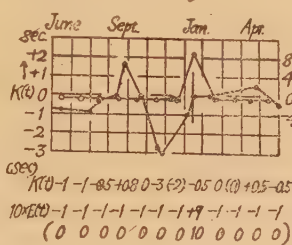
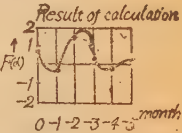


Fig V(2)



5th Nov. 1938. Onahama

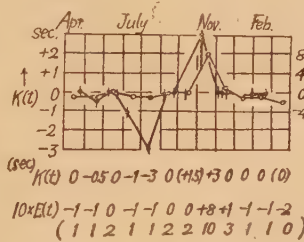
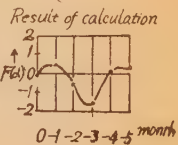



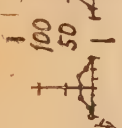

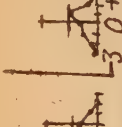
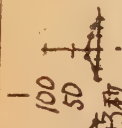


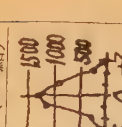


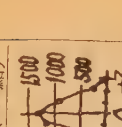


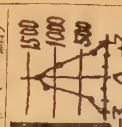
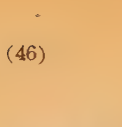
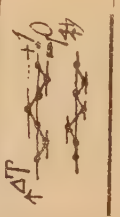
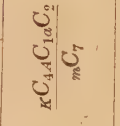


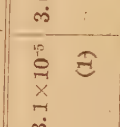
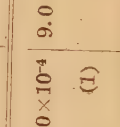
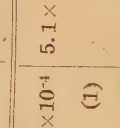
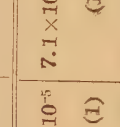
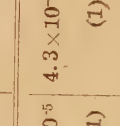
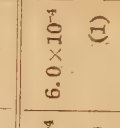
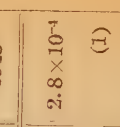
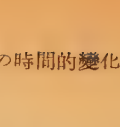
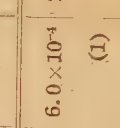
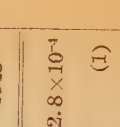
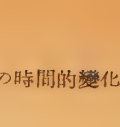
Fig V(3)



Tab. II.

K.... $\Delta T=0$ 秒の同数 (頻度)A.... $\Delta T=+1$ 秒 "a.... $\Delta T=-1$ 秒 "B.... $\Delta T=+2$ 秒 "b.... $\Delta T=-2$ 秒の同数 (頻度)C.... $\Delta T=+3$ 秒 "c.... $\Delta T=-3$ 秒 "

左の様な時間的
變化が偶然にあ
らわれる確率

秋	田	宮	古	柿	岡	長	野	三	島	沼	津	豊	岡	和歌山	全観測所 (36 點)
															
	18	22	60	42	31	23	34	40	1368						
K															
A	22	24	39	15	49	19	15	12	913						
a	27	24	36	24	29	23	20	25	1138						
B	8	11	14	3	14	14	6	5	230						
b	12	6	4	1	7	6	1	2	235						
C	1	5	3		1	1		1	31						
c	2	4			1	1			33						
(計)	90	96	156	85	132	87	76	85	3948						
															
	3.2×10^{-5}	3.1×10^{-5}	3.0×10^{-4}	9.0×10^{-4}	5.1×10^{-5}	7.1×10^{-5}	4.3×10^{-4}	6.0×10^{-4}	2.8×10^{-4}						
	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)						
	1.8×10^{-5}	2.6×10^{-5}	3.2×10^{-4}	2.9×10^{-4}	1.3×10^{-4}	4.4×10^{-5}	2.0×10^{-4}	1.1×10^{-4}	1.7×10^{-4}						
	(2)	(1)	(1)	(3)	(0)	(2)	(2)	(6)	(2)						
	7.0×10^{-6}	8.5×10^{-6}	1.6×10^{-5}	3.4×10^{-6}	1.2×10^{-5}	3.0×10^{-5}	1.2×10^{-5}	8.3×10^{-6}	7.8×10^{-6}						
	(5)	(4)	(18)	(264)	(4)	(2)	(36)	(72)	(36)						
	2.0×10^{-5}	1.9×10^{-5}	4.6×10^{-5}	2.6×10^{-5}	4.3×10^{-5}	4.0×10^{-5}	3.5×10^{-5}	2.4×10^{-5}	3.2×10^{-5}						
	(2)	(2)	(6)	(34)	(1)	(2)	(12)	(26)	(9)						

大地震前後に於ける地震活動性の 變化について (第一報)

國立科學博物館 村 内 必 典

(昭和 25 年 3 月 30 日受理)

1. 大地震の前後で震源附近の地殻状態が如何なる變化をするかということは、非常に興味ある問題で、從來、地殻變形、地電流變化、地震波の速度變化、或いは地磁氣變化等の觀測が行われてきた。著者は本研究で、本邦各地の地震活動性が大地震の前後で如何に變化するかをしらべ地殻の物理的性質の一部でもわからないものかと思うものである。先づ大地震としては直接その餘震觀測にたづさわつた南海道大地震 (1946) よりはじめてみた。

2. 地震活動性變化をもとめるには、問題にする地點附近に生ずる地震の頻度をもつてしようとする。採用する地震の數がなるべく多い程單位とする期間が短くてすむ。この爲に震央のわかる地震のみを使用するのみならず、或觀測所に於ける初期微動繼續時間 ($P-S$) が 10 秒以内のものをその觀測所近傍に發する地震と考え採用することにした。又 $P-S$ が不明瞭なものは、たとえ近傍でおこつたものでも採用しないようにして、採用の際の個人差の排除につとめた。以上のようにすれば從來行われた地震回數とはその意味が大部ちがつてくる。即ちこの際の地震回數は觀測所近傍に發する地震に關するものであり、一方統計に使用する地震回數を割合多くするという利點もあると思う。いうまでもなく地震回數が多ければ、單位の期間を短くすることが出來それだけ大地震の直前、直後の地震活動性の變化が論ぜられるわけである。日本のように大地震が頻繁におこる所では單位の期間も 1 ヶ月位のものにしたいのであるが、上のようにしてみると大體統計にさしつかえない。

3. 大地震前後各 1 ヶ年を 30 日毎にわけて全國各地の測候所に於ける上の意味の頻度を示したのが Fig. 1 である。

a) 大地震前の地震活動性について

Fig. 1 をみても前兆らしいものを見出すことは困難である。一日又は 30 分を期間にとつても大地震前には何ら特別な變化はみられなかつた。勿論地震が大規模であるから或いは數年にわたつてじはじとは地震活動に變化があつたのかもわからないが現在はその事は問題外である。

b) 大地震後の地震活動性について

Fig. 1 からわかるように大地震後地震活動性が急激に活潑になつた所がある。しかも震央に近い程この増加はいちぢるしく、震央から遠ざかるにつれ地震活動性の増加ははつきり

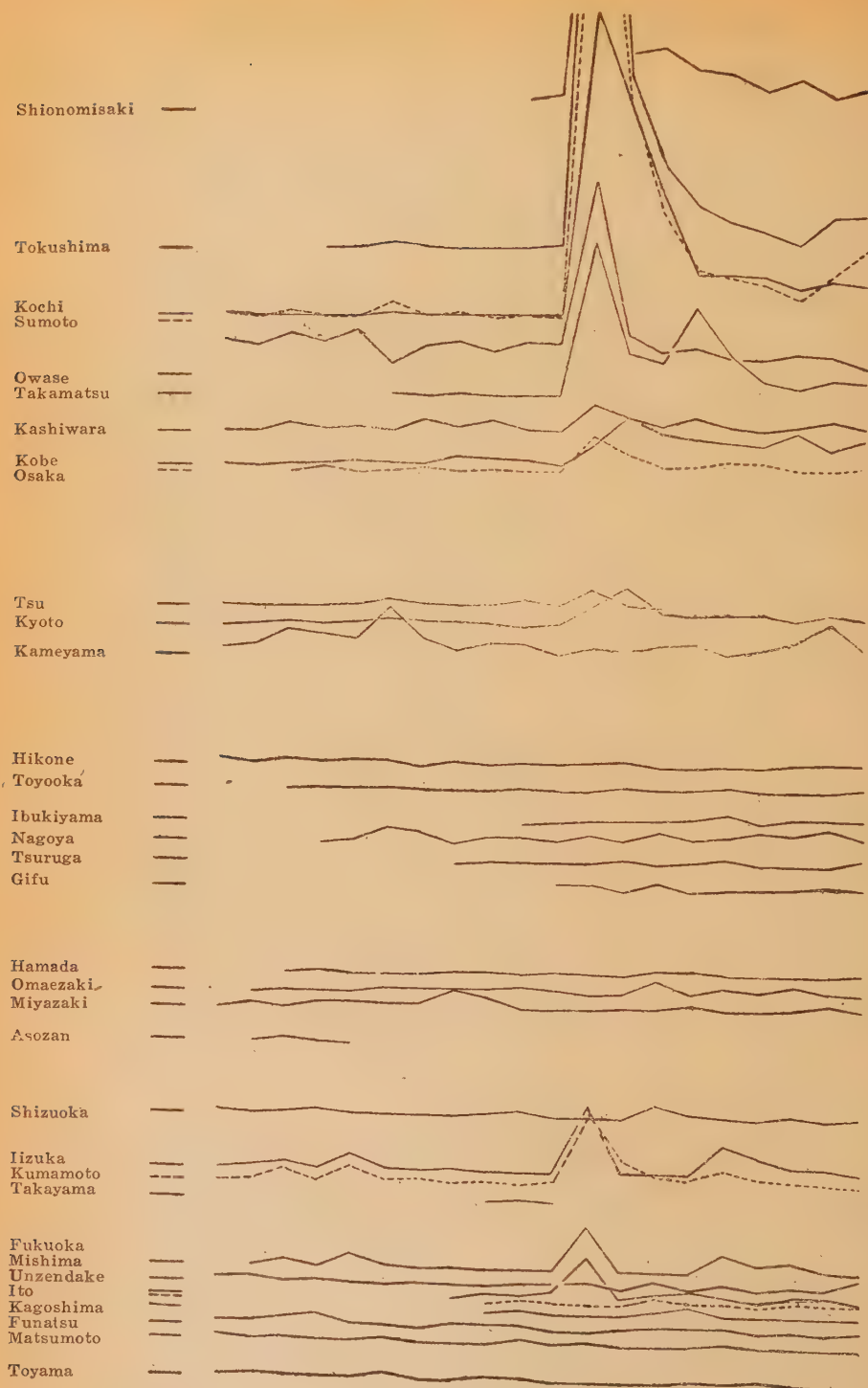


Fig. 1

しなくなる。そして、あらゆる大地震の場合のように地震活動は時の経過と共に、減少している。しかも面白いことに活動性の活潑になつた所が孤立して九州北部と、鳥取方面にもある。こゝで地震活動性が大地震後變化したかどうかを統計的に確めるために少数例の Thompson 棄却検定法を使用した。

即ち 30 日毎の地震頻度の系列を x_1, x_2, \dots, x_N として、この系列の中で x_N が最大か最小であつたとする。 x_N が x_1, x_2, \dots, x_{N-1} に比べてあまりにも大きすぎるとか小さすぎるとか即ち x_N を x_1, x_2, \dots, x_{N-1} の系列と同種のものであるかどうかを検定するのが Thomson の方法である。こゝで

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i, \quad S = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2}$$

$$\delta = x_N - \bar{x}, \quad \tau = \delta / S$$

とすると τ の標本分布は

$$P_r\{|\tau| > \tau_0\} = 1 - \frac{2\Gamma\left(\frac{n+1}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)\sqrt{n\pi}} \int_0^{\frac{\tau_0\sqrt{n}}{\sqrt{n+1-\tau_0^2}}} \left(1 + \frac{t^2}{n}\right)^{-\frac{n+1}{2}} dt$$

$$(n = N-2)$$

τ_0 は N と第一種の過誤を犯す確率 ϕ/N できまる。即ち

$$P_r\{|\tau| > \tau_0\} = \phi/N \text{ できまる.}$$

さて ϕ を 0.05, $N=16$ として統計數値表より τ_0 を求める。 $|\tau|$ が τ_0 より大きいときは x_N は x_1, x_2, \dots, x_{N-1} の group に入らないと考える。即ち x_N が大地震後の或る期間の頻



Fig. 2 After one or two months following the great quake.

Fig. 3 After 3 or 4 months.



Fig. 4 After 5 or 6 months.



Fig. 5 During a month following the great quake.

度とし、 x_1, x_2, \dots, x_{N-1} が地震前のものとすれば、 $|\tau| > \tau_0$ の場合は地震後の今考えている期間には地震活動性に變化があつたと考える。

このようにして、地震前1ヶ年の地震活動性に比べて地震後活動性が變化したと思われる測候所を Fig. 2~5 の如く黒丸で示した。白丸は地震観測網中變化のみとめられなかつたものである。圖のように大地震後地震活動性は震央附近と九州北部及び鳥取近傍に於て變化

がみられ次第に擴散してゆき 5~6 ヶ月後には再び收斂している。



Fig. 6 After 10 hours.

大地震直後の活動域の變化をしらべるために地震後 30 分毎の頻度をしらべてみた。かくしてみると發震後 10 時間以内には Fig. 6 に示すような活動域を示す。以上のようにしらべてくると北九州、鳥取方面は別として活動性が擴散してゆくように思われる。更にこの擴散性をたしかめるために各測候所が大地震後始めて $P \sim S$ 5 秒以内の地震を觀測した時刻をしらべてみた。通信により各測候所とも大地震によつて地震觀測を中絶されたとは考えないでよいことがわかつた。かくして Fig. 7 に示すように觀

測所の震央距離を横軸に大地震後始めてその近傍で地震のおきた時刻を縦軸にとつてみた。

かくすると震央距離の増すにつれ擴散の速度が急激に減ずることがわかる。

高知では餘震が非常に頻繁におきた所であるが大地震直後は約1日の間はその附近で地震はおこらなかったとを示してこれは非常に面白いことであると思う。一方北九州鳥取方面が地震活動をはじめる仕方は Fig. 7 から州本、高知など震央に近い所とはちがうだろうということが想像される。四國西方又は九州東部にはたまたま地震



Fig. 7

觀測をしていた測候所がなかつたためこの方面の地震活動性について確定的のことがいえないのは残念である。しかし著者は大地震の翌年4月一杯高知縣中村町で餘震觀測をしたがここに地方では餘震がおこっていないことがわかつた。こゝで觀測された地震は大部分四國東部の震央をもつものであつた。

4. 以上のことより次の諸點があげられる。

- a) 少くとも南海道大地震前には地震活動性に異常はみられなかつた。
- b) 大地震後の餘震域は震央から擴散してゆく。一方震央から相當はなれた所で地震活動が誘發される所がある。
- c) 南海道大地震の震源として、紀州四國の南方の廣大な地域を考える向もあるが餘震活動が大地震直後は地震計測學的にもとめられた震央附近に局限されていたことがわかつたので上述のような震源を考えることは無理であろう。

5. 終りに本研究をすゝめるにあたり、著者に懇切なる御指導と熱心なる御鞭撻を賜つた東大坪井忠二教授に厚く御禮を申上げる次第である。又心よく貴重なる資料の蒐集に御便宜を賜つた中央氣象臺地震課の諸兄に對しても深く謝意を表したい。

東北日本(東半)における地震發生の 時間・地理的分布

地質調査所 早 川 正 巳

(昭和 25 年 4 月 8 日受理)

震波速度の時間的變化をしらべていた時に、筆者は昭和 13 年には鹿島灘に地震が多かつたのが 14 年には金華山沖に地震が多くなり、鹿島灘の方は数が減つていくというような現象のあるらしいことに気がついた。ところで、これとよく似たことは既に二、三の地震學者によりいわれてきたところであるが、果して、このようなことが何の位、時間-地理的に普遍的なものか、これは、吟味しておく價值のあることと思われる。

坪井(忠)博士は“科學”誌上(第 18 卷、8 號 339-345, 9 號, 392-397 昭和 23 年)に“地震のエネルギーについてと題した論文の中に 1912-1940 年の間に起つた顯著・稍顯著地震の数がどのように多くなつたり少くなつたりしているか、日本を幾つかの地區に分けて

その消長をしらべた結果、地震の起り方の時間-地理的親類づきあいの程度について、非常に興味ある貴重な結果を得ておられる。筆者はこれに刺戟されて昭和 2 年から同 23 年迄の東北日本における顯著・稍顯著地震について時間-地理的關係をあらわす圖面をつくつた。(第一、第二圖参照)

一應東北日本を選んだのはこの地方に非常に多くの地震が起つているというだけの簡単な理由からである。地區の分け方については坪井博士の方法を借用した。地區の幅のとり方は約 40 km×4 (坪井博士の四つ分を一區劃とした) とし、顯著地震一回と稍顯著地震二回とを同格として扱つた。

さて本文はじめにものべたような現象、即ちある場處 P に地震の多い時他の場處 Q には地震が少く、又別の時期には今度は P に地震が少く、 Q に多いというような關係を數

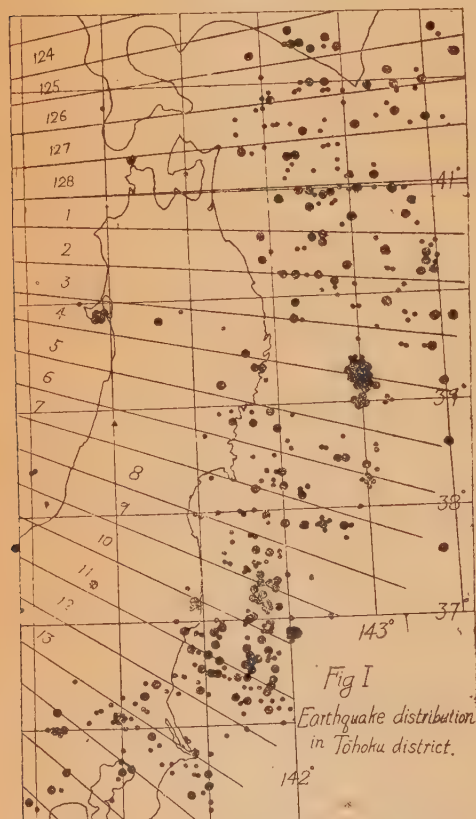
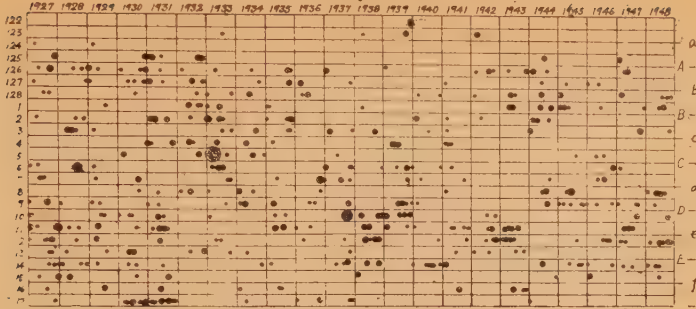


Fig.2 Time-Space distribution of earthquakes in Tohoku district.



量的にしらべる爲には各地區の間の相關をしらべなくてはならない。そこで色々の相關をしらべてみた。

先づ相隣れるもの、即ち A と B, B と C, C と D, D と E, 次に一つおきのもの即ち A と C, B と D, C と E について、更に今度は二つおきのもの即ち A と D, B と E, 最後に三つ隣れるもの即ち A と E について相關係數 γ を計算した。期間は一年を單位とした。なおはじめの相隣れるものの場合に、一期間（一年）内の地震の数が 10 以上のものばかり、更に 12 乃至 15 以上のものばかり、及び 35 以上のものばかりを材料とした時の相關係數も出してみた。これらの結果を第一表に示した。

第 1 表

	γ	一期間内の地震の 数が 10 以上のもの による γ	12~15 以上の ものによる γ	35 以上のもの による γ
A	$+0.08$ $+0.36$ -0.12 $+0.22$ (平均 $\gamma = 0.135 \pm 0.067$)	-0.74 $+0.63$ -0.43 -0.12	$-0.95(>12)$ $+0.70(>13)$ $-0.45(>15)$ $-0.05(>13)$	-0.95
B				
C				
D				
E				

	γ		γ		γ
A	-0.14 -0.23 $+0.20$ (平均 $\gamma = -0.057 \pm 0.101$)	A	-0.08 $+0.06$	A	$+0.04$
B		B		B	
C		C			
D		D			
E		E			
			(平均 $\gamma = -0.01$)		

第一表から色々のことが分るが、大づかみにして次のようなことがいえそうである。即ち
1°. 相隣れる地區の場合程 γ の絶對値は大きく、離れるに従い、 γ の絶對値は小さくなつ

てゆく。

2°. 相隣れる地區についてみるに r が正の場合と、負の場合とがある。

3°. 一期間内の地震の数の多いものだけをとつた場合に 2° の r の値は大きくなつてくる。

1° についてはいう必要もなからうが、2°, 3° については今少し具體的に説明した方がよからう。

B, C については $r = +0.63$ となつてゐるが、 A, B の場合は $r = -0.74$, C, D の場合は $r = -0.43$ となつてゐる。(何れも一期間の地震の数が >10 の時) 第一圖でこれらの地理的關係をみると以上のことは次のような意味に解することができよう。即ち、三陸沖合に地震の多い時は、福島縣沖合及び北海道南部の沖合には地震が少い。いゝかえれば三陸沖合に地震の起り易いときはその南北兩側には地震が起りにくいということである。

しかも、一期間中の地震の数が多し程、この傾向がはつきりするということ(第一表及び第三圖参照)は地震のエネルギーをある地域に多く集中させる際には隣接の地域にはエネルギーを蓄えるだけの餘裕のないということを如實に物語つてゐるのではなからうか。(少く共三陸においては)(この機構については坪井博士もモデルを考へておられる)。

次に D, E については r は正であるが割合に小さく、又地震の数の多い時には寧ろ無關係な起り方をしていると解した方がよからう。

以上のことは地質構造とも密接な關係があろうし、又地震のおこる場所が偏在しているために以上のような値が出たとも考えられるので、地區の分け方をかえて相關係數をしらべる必要がある。それで次に第二圖右端のように地區の分け方を丁度 180° づつずらせて相關係數を計算してみた。

その結果次の第二表に示すような値を得た。

第 2 表

	r	$r(>10)$	
$a \gg$	+0.02	-0.18	
$b \gg$	-0.09	-0.50	-0.63(>13)
$c \gg$	+0.23	0	
$d \gg$	+0.03	-0.16	-0.53(>17)
$e \gg$	+0.40	-0.06	
$f \gg$	(平均 $r = 0.118 \pm 0.059$)		

この表を第一表と比べてみる時、大體以上に説明したことは矛盾しないことが分る。そして更に、鹿島灘と關東東部とは密接な關係のあることも分つた。

以上簡単に東北日本における地震發生の時間・地理的分布の關係についてしらべたことを述べたが、日本の他の場處についても今後しらべてみたと思つてゐる。終りにのぞみ、事實上本研究の動機を與えられることとなつた坪井・井上兩博士に厚く感謝の意を表する次第である。

震波速度の異常地域

地質調査所 飯田 汲事・早川 正巳

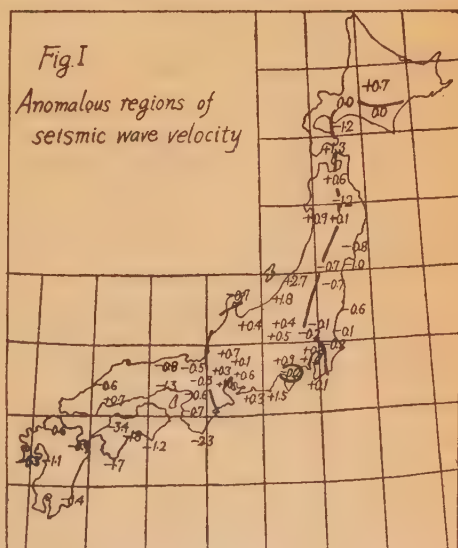
(昭和 25 年 4 月 8 日受理)

1°. 前に筆者の一人(飯田)は“*P* 波の異常傳播に就いて”と題して、地震誌上*に震波速度の異常から地下構造を推定しうることを發表している。

又、その他の地震學者**によつてもこの問題は研究されてきたのであるが最近、震波速度の時間的變化をしらべる時に集めた走時から、やはり震波速度の異常地域のあることが分つたので、筆者らはこの新しい材料を使つて地下構造の研究を行つた。

前に飯田の行つた研究内容を要約してのべれば次のようになる。即ち、材料としては氣象要覽及び震研彙報の地震報告を用い昭和 4 年から昭和 8 年迄に關東地方三陸地方等起つた地震で、而も震央位置の比較的はつきり求められる顯著地震 30 を選び、*P-S* により震央位置を求め、それより各觀測所に至る震央距離を一々計算したのである。(昭和 18 年の 21 箇の顯著地震については別の簡便法を用いた) これで走時がえられるが、これら走時を標準走時曲線(河角博士の求められた)と比較し、その偏差を讀取つたのである。この結果は第一圖のようになってゐる。(日本全體の材料を使つた場合)日本全體の材料を使つても、關東とか三陸の材料を使つてもその傾向には變りがない。

さて、今回しらべた材料は昭和 5 年から昭和 21 年に至る 17 年間の顯著、稍顯著及び小區域地震の總計約 300 箇の地震であつて、それらの震源は一應氣象臺發表のまゝを信用することにした。走時曲線***を引く際には移動平均法を用いた。(移動平均の幅は適當



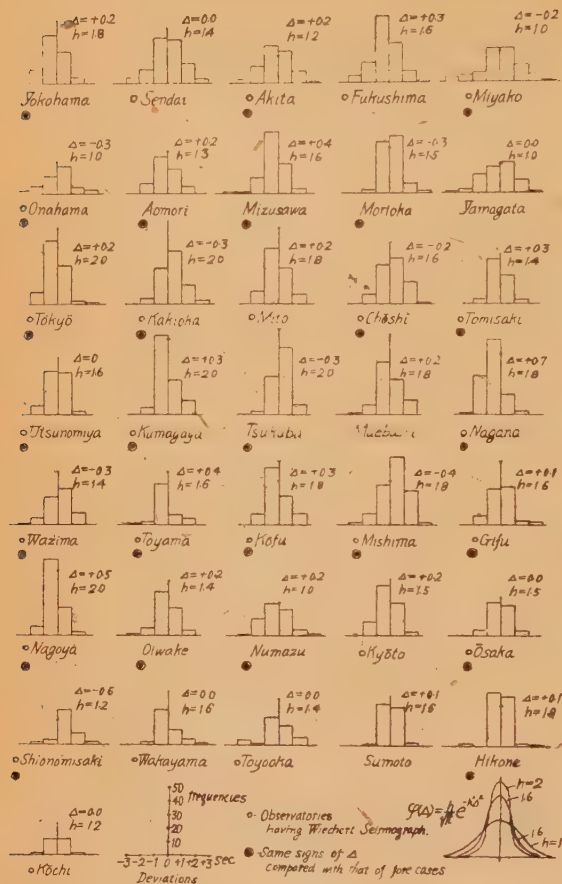
* 地震 6 卷 6, 301-317, (昭 9) (飯田・神原)。

** 例えば、松澤、山田、鈴木、國富、和達、本多、河角等。

*** このような走時曲線の引き方をしたのは別の目的があつたので、それを簡單の爲にそのまま利用したわけである。

にとつた)そして、各観測點の走時曲線からの偏差の頻度曲線をつくつた。この結果を第三

Fig.3



圖に示す。

この頻度曲線の形を數量的に吟味する爲標準となるべき誤差曲線 $\varphi(\Delta) = \frac{h}{\sqrt{\pi}} e^{-h^2 \Delta^2}$ (第三圖参照) を作つた。この誤差曲線においては $h=2$ は觀測の精度が高く、 $h=1$ は精度の低いことを示している。各觀測所における偏差頻度曲線*の形に最も近いと思われる誤差曲線を選び偏差頻度曲線の上に重ねて偏差の極大値が誤差曲線の極大値から正又は負にどれだけずれているか(この量を圖には Δ なるしるしであらわした)又觀測の精度がどんなものであるかなど知ることができる。

参考の爲にウィーヘルト地震計のある觀測所には○印をつけた。全般的にみれば、ウィーヘルト地震計のある場合はそれのない場合に比べて

精度は高いようである。さて、この偏差曲線からずれている大きさ Δ を地圖の上書きししてみると第二圖のようになる。一方、飯田が前に得た P 波の異常傳播地域圖(第一圖)とこれを比べてみると傾向においては可成り類似性のあることが分るであろう。

ことがらを簡單にする爲、前の飯田の場合と、新たに今度えた場合の符號が同じ向きの場合を●印、で以て各偏差頻度曲線(第三圖)に書き加えた。これらを見比べると近畿西部を除いて符號の點では可成りの一致を示している。このことは走時曲線の引き方が悪くなかつたことの一つの證據にもなると思われる**。

* この偏差頻度曲線から ± 2 秒以上の偏差の出る回数は ± 1 秒以内の偏差の出る回数よりずっと少いことが分る。即ち、 ± 2 秒以上の偏差が続いて幾回もあらわれるという偶然性は少い。しかし、このことは今の場合は大して意味のないことであるからこれ以上あまり深くはのべない。

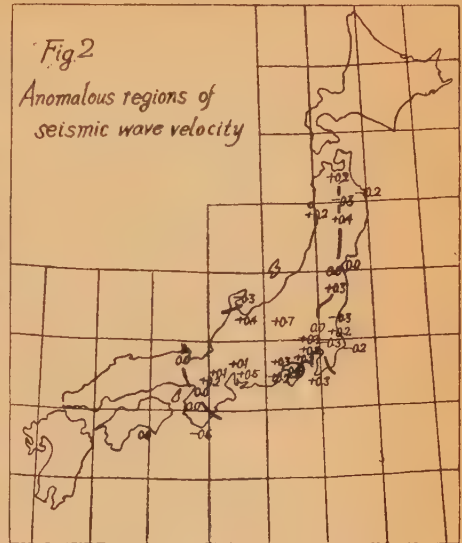
** 走時曲線の引き方が悪かつたとすれば、各觀測所における偏差の正、負の分布は地理的に何等系統的に出ないであろうが、走時曲線の引き方が正しければ、この偏差の正、負の分布は地理的に何か地殻構造の局所的な影響を反映して系統的に出るのであるということが考えられる。

次にこれらの絶対値については多少問題があることであろう。即ち、今回得た値は前に飯田の得た値より全般的にみて絶対値が小さくなっている。このことはあるいは次の様なことがらを暗示しているのかもしれない。例えば

1. 移動平均の幅のとり方が小さくて平滑化しすぎて各走時値を見掛け上小さくした。
2. 標準走時曲線をつかわないため震波傳播経路途中の影響が消されて観測点附近の地殻のごく表層の影響だけがあらわれているといったようなことである。

何れにしても一應 P 波傳播の異常地域が地殻構造と関係のあることは先ず間違いなさそうである。將來は各地震の走時曲線の解析を行いより詳細な地殻表層の構造を研究してゆきたいと思つている。

以上簡単に P 波の震波傳播速度の異常地域に關して最近しらべたことがらをのべたのであるが、走時曲線の引き方が色々の意味で問題となつておる折柄更に逐一走時曲線の解析を行い、詳細なる地下構造を研究すべきであろう。



報 告

昭和 24 年 の 主 な 地 震

月別	種別	發 震 時	震 央 地 名	λ	ϕ	H	最高震度
1	小	5日15時18分	宮古北東70 籽沖	142.5	40.0	40	Ⅱ
	小	21 48	茨城縣日立沖	141.1	36.7	極淺	Ⅰ
	小	6 23 40	和歌山縣田邊付近	135.5	33.8	30	Ⅱ
	小	9 17 45	宮古北東30 籽沖	142.2	39.8	30	Ⅱ
	稍顯	20 20 42	渥美灣	137.2	34.7	10	Ⅲ
	顯	22 25	兵庫縣但馬西部	134.6	35.6	20	Ⅳ
	小	25 12 18	愛知縣矢作川上流域	137.3	35.3	0	Ⅰ
	小	27 21 55	渥美灣	137.2	34.7	20	Ⅲ
	小	9 11 39	德島縣劍山付近	134.4	33.7	20	Ⅱ
	小	15 00 00	佐渡島西方沖	138.0	38.1	0	Ⅳ
2	小	20 09 54	日高川上流域	135.5	33.9	0	Ⅲ
	小	14 48	山梨縣大月付近	138.9	35.6	淺	Ⅲ
	小	23 20 39	千葉縣八街付近	140.4	35.6	50	Ⅱ
	小	27 03 13	鹽屋崎南々東沖	141.2	36.6	淺	Ⅱ
	稍顯	27 06 37	浦河西方沖	142.4	42.2	0	Ⅱ
	小	28 11 34	劍尾山付近	135.4	35.0	0	Ⅳ
	小	7 03 07	相模灣	139.3	35.2	100	Ⅱ
	小	17 02 18	鹽屋岬東北東沖	141.4	37.2	70	Ⅱ
	稍顯	12 13	大島南々東沖	139.6	34.0	80	Ⅱ
	顯	18 12 24	納沙布岬南東沖	147.0	42.4	60	Ⅰ
3	稍顯	19 20 43	德島縣牟岐付近	134.4	33.7	淺	Ⅱ
	顯	20 03 20	種ヶ島北々東沖	131.2	31.0	60	Ⅲ
	小	23 18 16	八丈島東北東沖	141.3	33.5	淺	Ⅱ
	小	25 19 47	廣田灣東方沖	142.0	38.9	50	Ⅱ
	顯	5 18 28	ウラヂオストック南々西沖〔深〕	131.0	42.0	600	Ⅰ
	小	14 18 42	浦河南方沖	142.8	42.0	淺	Ⅲ
	小	18 18 40	但馬西部	134.5	35.5	20	Ⅲ
	稍顯	20 02 02	北海道沙流川河口沖	142.0	42.5	淺	Ⅲ
	小	24 22 53	福島縣東方沖	141.8	37.1	淺	Ⅰ
	稍顯	29 05 42	納沙布岬遙南東沖	146.8	42.8	極淺	Ⅲ
4	小	21 28	日向灘	132.0	32.0	20	Ⅲ
	稍顯	1 01 07	金華山東方沖	142.1	38.3	60	Ⅴ
	顯	4 11 54	釧路南方沖	144.4	42.7	極淺	Ⅲ
	稍顯	6 17 31	鹽屋崎北東沖	141.8	37.5	60	Ⅲ
	稍顯	8 16 00	浦河西南西沖	142.0	42.0	極淺	Ⅱ
	稍顯	12 10 02	鹿島灘	140.8	36.5	淺	Ⅲ
	小	18 07 48	德島縣吉野川上流域	133.8	34.0	20	Ⅲ
	顯	22 06 40	福島縣東方沖	141.8	37.3	40	Ⅳ
	小	19 23	福島縣東方沖	141.6	37.1	淺	Ⅱ

月別	種別	發震時	震央地	λ	φ	H	最高震度
5	稍顯	22日23時36分	金華山東方沖	142.0	38.4	淺	Ⅲ
	顯	25 03 29	福島縣東方沖	141.9	37.3	淺	Ⅳ
	小	14 58	八戸北東沖	142.6	41.2	40	Ⅰ
	小	26 23 29	釧路南方沖	144.6	42.4	淺	Ⅲ
	小	29 01 35	房總半島	140.1	35.2	40	Ⅱ
6	稍顯	2 06 52	茨城縣高萩沖	141.2	36.7	30	Ⅲ
	小	17 23 15	濱名湖	137.6	34.7	10	Ⅲ
	小	18 12 27	福島縣沖	141.6	37.3	40	Ⅱ
	小	26 09 39	金華山東方沖	141.7	38.3	60	Ⅰ
	小	18 16	浦河南西沖	142.0	41.8	0	Ⅱ
7	小	29 17 45	鹿島灘	141.5	36.2	40	Ⅰ
	小	4 19 09	福島縣沖	141.3	37.5	30	Ⅰ
	顯	12 01 10	安藝灘	132.5	34.0	40	Ⅴ
	小	13 21 12	徳島縣吉野川流域	134.2	34.0	20	Ⅲ
	顯	15 08 22	鳥島南西沖	139.8	30.2	350	Ⅱ
8	稍顯	18 18 53	襟裳岬南方沖	143.0	41.5	20	Ⅲ
	小	23 06 26	鳥島北東遙か沖	141.4	31.8	極淺	Ⅰ
	小	26 19 46	千葉縣勝浦東方沖	140.8	35.2	70	Ⅱ
	小	27 00 34	大峽岬東北東沖	141.3	35.9	60	Ⅰ
	小	04 48	鹿島灘	141.1	36.4	40	Ⅲ
9	顯	30 15 30	樺提島沖	150.1	44.1	180	Ⅰ
	小	3 13 44	渥美灣	137.1	34.8	30	Ⅲ
	稍顯	4 00 44	襟裳岬北西沖	143.1	42.0	淺	Ⅱ
	稍顯	10 39	大島東南東約130 軒沖	140.6	34.2	80	Ⅱ
	小	10 01 09	京都府三國岳付近	135.6	35.3	10	Ⅳ
9	稍顯	01 26	同上	135.6	35.3	20	Ⅳ
	小	01 56	同上	135.6	35.2	20	Ⅲ
	小	18 50	同上	135.7	35.3	10	Ⅲ
	顯	18 03 34	落石岬南方沖	145.5	42.7	80	Ⅳ
	小	23 04 01	熊本縣宇土半島付近	130.6	32.6	10	Ⅲ
9	小	14 02	浦河南々西沖	142.5	41.7	80	Ⅱ
	稍顯	24 06 42	福島縣東部	140.7	37.5	100	Ⅲ
	小	08 20	福島縣東方沖	141.8	37.2	60	Ⅰ
	小	27 06 21	茨城縣霞ヶ浦付近	140.3	36.1	65	Ⅱ
	小	30 13 12	秋田縣雄物川下流域	140.2	39.6	130	Ⅱ
9	稍顯	31 09 30	勝浦南方沖	140.2	35.0	75	Ⅱ
	小	9 05 15	鹿島灘	140.9	36.2	40	Ⅲ
	小	11 14 40	和歌山縣日高川上流域	135.5	33.9	55	Ⅲ
	稍顯	12 06 44	福島縣東方沖	141.9	37.5	淺	Ⅱ
	小	13 20 38	八丈島北東沖	141.3	33.8	淺	Ⅰ
9	小	16 16 44	福島縣東方沖	141.6	37.1	40	Ⅰ
	稍顯	23 50	宮古北東沖	142.2	39.9	40	Ⅳ
	小	19 05 20	小名濱沖	141.1	37.0	淺	Ⅱ
	稍顯	20 11 26	佐渡相川北西沖	137.9	38.2	40	Ⅲ
	稍顯	22 32	八丈島北々東沖	140.5	34.1	60	Ⅲ

月別	種別	發震時	震央地名	λ	φ	H	最高震度
9	顯	23日00時38分	尻屋岬東南東沖	142.1	41.3	淺	Ⅲ
	顯	17 13	ソ聯領沿海州	134.5	44.0	300	Ⅲ
10	小	1 13 35	茨城縣小貝川中流域	140.0	36.3	50	Ⅳ
	稍顯	2 01 18	三宅島東方沖	139.7	34.1	150	Ⅱ
	小	21 07	茨城縣小貝川中流域	140.0	36.3	50	Ⅳ
	小	23 01	鬼怒川中流域	139.9	36.3	60	Ⅲ
	小	5 02 53	伊豫灘	132.1	33.6	70	Ⅲ
	小	6 06 56	茨城縣小貝川中流域	140.0	36.2	極淺	Ⅲ
	顯	11 18 05	釧路南西沖	144.0	42.6	100	Ⅲ
	小	17 08 47	愛知縣矢作川中流域	137.2	35.0	40	Ⅲ
	顯	25 22 08	茨城縣久慈川下流域	140.6	36.6	95	Ⅳ
11	小	6 13 00	宮崎東方沖	132.0	32.0	40	I
	稍顯	13 09 48	金華山東方沖	142.2	38.3	80	Ⅲ
	稍顯	14 22 31	三陸沖	144.3	38.8	80	I
	顯	18 07 30	潮岬南々東 230 軒沖[深]	137.3	32.0	320	I
	小	24 21 57	吉野川中流域	134.3	34.0	極淺	I
	小	30 01 56	鹿島灘	141.0	36.0	淺	Ⅱ
12	小	4 18 13	愛知縣矢作川下流域	137.0	34.9	10	Ⅱ
	顯	5 23 52	岩手縣久慈北東沖	142.0	40.4	85	Ⅲ
	小	15 20 45	日高川下流域	135.2	33.9	10	I
	小	16 09 11	茨城縣南西部	139.9	36.1	80	Ⅱ
	小	25 19 26	栃木縣小山付近	139.8	36.3	50	Ⅳ
	稍顯	26 06 43	茨城縣南西部	139.9	36.2	50	Ⅳ
	顯	08 17	栃木縣今市付近	139.7	36.7	< 10	V
	顯	08 25	栃木縣地震	139.7	36.7	< 10	Ⅵ
	小	10 51	餘震(今市付近)	139.7	36.7	10	Ⅲ
	小	19 15	同上	139.7	36.7	10	Ⅱ
	小	27 11 43	佐渡島北西沖	138.0	38.5	60	Ⅲ
	稍顯	17 56	餘震(今市付近)	139.7	36.7	< 10	V
	小	19 18	同上	139.7	36.7	10	Ⅱ
	小	28 01 41	同上	139.8	36.7	10	Ⅱ
	小	08 33	同上	139.7	36.7	10	Ⅱ
	稍顯	30 17 57	銚子付近	141.0	35.8	40	Ⅲ
	小	31 16 16	相模灣	139.4	35.2	120	Ⅱ

昭和24年の主な遠地地震

月	發震時	震央地名	震源地			記	事
			λ	φ	H		
1	23日15時40分	イラン方面	62°E	30°N			
2	02 03 22	ニューギニア西部					
3	04 19 27	アフガニスタン方面	70°E	30°N			
	17 07 40	ニューブリテン諸島					

月	発震時	震央地名	震源		地	記事
			λ	φ		
3	27日15時40分	パラオ諸島付近				
4	14 05 04	アメリカ西部	123°W	47°N		米國北西4州, 英領コロンビヤ 州にて有感, 被 害あり
	20 12 48	チリー	72°W	38°S		死傷, 家屋の被 害あり
	30 10 28	フィリッピン, ミンダナオ島付近	127°E	7°N	100	
7	03 05 01	マリアナ諸島	148°E	16°N	100	
	10 13 02	バミール高原	73°E	40°N		
	11 00 57	同上				
	11 01 32	同上				
	23 19 36	ニューカレドニア諸島付近	165°E	18°S		
	28 00 23	ニュージーランド	175°E	35°S	深發	
8	6 04 28	エクアドル中部	78°W	1°S		被害甚大
	6 09 46	サモア諸島付近	172°W	15°S		
	14 03 31	ニューブリテン島付近	146°E	0°		
	18 03 35	トルコ方面	40°E	39°N		輕微な被害あり
	22 13 10	英領コロンビヤ沿岸西方沖	133°W	55°N		輕微な被害あり アラスカに2呎 の津浪あり
9	15 04 56	セレベス海	122°E	4°N		
	17 04 17	同上	122°E	4°N		
	28 00 38	アラスカ南部沿岸	152°W	60°N		
10	20 06 08	ビスマルク諸島付近	152°E	1°S		
11	7 15 08	ニューヘブライズ	165°E	15°S		
	27 17 53	サモア諸島	167°W	13°S		
12	17 16 13	チリー	71°W	54°S		
	18 00 27	同上	同上	同上		
	26 15 34	フィジー諸島付近	180°E	14.5°S		
	29 12 07	フィリッピンルソン島北端	122°E	19°N		

昭和24年地域別月別地震回数表

地域別	種別	月別												計
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
北海道	有感	2	6	11	6	11	6	6	6	3	3	2	4	66
	無感	17	12	7	10	8	11	7	15	18	17	19	16	157
	計	19	18	18	16	19	17	13	21	21	20	21	20	223
東北	有感	7	9	8	4	17	6	9	12	12	6	9	5	104
	無感	58	27	24	24	19	20	35	26	21	28	27	28	337
	計	65	36	32	28	36	26	44	38	33	34	36	33	441

地域別	月別 種別	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
	有感													
關 東	有感	10	9	13	13	14	8	13	15	16	19	9	118	257
	無感	60	87	46	95	72	39	57	82	49	63	45	1254	1949
	計	70	96	59	108	86	47	70	97	65	82	54	1372	2206
中 部	有感	8	18	21	5	23	8	11	10	13	12	13	10	152
	無感	18	28	58	35	39	23	45	84	46	23	27	24	450
	計	26	46	79	40	62	31	56	94	59	35	40	34	602
近 畿	有感	21	16	9	9	8	8	13	18	26	15	14	22	179
	無感	76	66	56	35	32	23	27	38	44	38	30	56	521
	計	97	82	65	44	40	31	40	56	70	53	44	78	700
中 國 四 國	有感	10	7	6	5	3	5	7	13	2	10	5	4	77
	無感	25	27	13	21	15	9	17	15	27	16	15	13	213
	計	35	34	19	26	18	14	24	28	29	26	20	17	290
九 州	有感	5	3	3	8	2	3	4	6	3	3	2	5	47
	無感	35	18	19	23	37	29	28	16	15	27	29	15	291
	計	40	21	22	31	39	32	32	22	18	30	31	20	338
遠 地	有感	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	無感	10	5	8	7	5	6	12	8	11	8	9	6	95
	計	10	5	8	7	5	6	12	8	11	8	9	6	95
不 詳	有感	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	2
	無感	9	10	9	2	7	16	10	5	6	4	34	17	129
	計	9	10	9	3	7	16	10	5	7	4	34	17	131
計	有感	63	68	71	51	78	44	63	80	76	68	54	168	884
	無感	308	280	240	252	234	176	238	289	237	224	235	1429	4142
	合計	371	348	311	303	312	220	301	369	313	292	289	1597	5026

地 震 時 報

オホーツク海の深発地震 昭和25年2月にはオホーツク海に、相續いで3回の深発地震が起つた。22日5時27分頃、146.5°E、46.5°Nの地震は深さ約250㌧、根室、浦河、釧路、八戸で有感(震度Ⅰ)であつた。翌23日17時32分頃には148°E、49°Nに深さ約400㌧の無感地震があり、更に28日19時21分には143.8°E、46.0°Nに深さ約320㌧の相當大規模の地震が起り、北海道全般に亘つて震度Ⅳを感じた處が多く、有感區域は近畿、中國、四國の一部に迄及び、松山區内の川上までの有感半徑は1620㌧に達し、全國觀測所に於て記録された。尙ほ同月には7日得撫島東方沖に深さ約200㌧、23日擇捉島東方沖に深さ約150㌧、24日納沙布岬遙か東方沖深さ約200㌧等、北海道東邊に深発地震が續發した。

熊野川中流域の地震 昭和25年4月26日16時05分頃、熊野川中流域、東經135.9°、北緯33.8°付近にかなり大きな顯著地震が起つた。有感區域は東は前橋から西は廣島、大分にまで及び、最大震度は尾鷲、潮岬、徳島等でⅣであつたが、震源地付近の山間に落石、道路の崩壊、龜裂等の輕微な被害を

生じた。併し人畜、建築物の損傷はなかつた。

北米・南米の地震 昭和24年8月22日4時1分 (GMT) 頃英領コロンビヤ西方沖 133°E , 54°N を震源として相當大きな地震が起り、震源付近沿岸に輕微な被害を生じた。Pasadena での觀測によれば、Magnitude 8 で、アラスカの Ketchikan では2呎餘りの津浪が觀測された。

昭和25年4月30日18時21分 (GMT) 頃、中部ペルーの Cuzco 付近を中心とする地域に激しい地震が見舞い、46,000 の人口を有するインカ帝國の古都 Cuzco では相當の死者を生じた模様で市内の Santo Domingo 及び Belin 教會の塔が倒壊し、理科大學は半壊した。

昭和25年7月8日16時 (GMT) 頃南米コロンビヤに地震があり死者260名、負傷者700名に達し、5町村に大被害、9町村に被害を與えた。更に2,3日隔て、サラザールの町村付近に相當大きな餘震があつた。(U.S.C.G.S. 報告及び Nippon Times より)

學 會 記 事

學界からの踪失 U.G.G.I.* 第8回總會 (Oslo, 1948, VIII) の地震部會で1939年以降に死去された著名な地震學關係の學者名が報告された。こゝに示して哀しみの意を表したい。

AKERBLUM, Filip (1869—1942) (スエーデン)
ALFANI, R. P. Guido (1876—1940) (イタリア)
ANGENHEISTER, G. (1878—1945) (ドイツ)
BRILLOUIN, M. (1854—1948) (フランス)
BUNGERS, R. (1907—1942) (ドイツ)
CRITIKOS, N. A. (1888—1946) (ギリシア)
VAN DIJK, Garnt (1877—1940) (オランダ)
HAUSSMANN, K. (1860—1940) (ドイツ)
IMAMURA, A. (1870—1948) (日本)
ISHIMOTO, M. (1893—1940) (日本)
LABROUSTE, H. (1874—1948) (フランス)
LACROIX, Alfred (1863—1948) (フランス)
LINKE, F. (1874—1944) (ドイツ)
MAINKA, C. (1874—1943) (ドイツ)
MENGEL, O. (1863—1944) (ドイツ)

NAVARRO-NEUMANN, R. P. S. (1867—1941)
(スペイン)
ODDONE, Emilio (1864—1940) (イタリア)
RAMSPECK, A. (19 —1945) (ドイツ)
RIZZO, G. B. (1863—1945) (イタリア)
RODÉS, R. P. (1881—1939) (スペイン)
ROTHER, Edmond (1873—1942) (フランス)
SCHUTT, R. (1864—1943) (ドイツ)
SEZAWA, K. (1895—1944) (日本)
SHAW, J. J. (1875—1945) (イギリス)
SIEBERG, A. (1875—1945) (ドイツ)
TORALLAS Y TONDO, E. (1876—1940)
(スペイン)
WHIPPLE, J. W. (1876—1943) (イギリス)
* Union Géodésique et Géophysique Internationale.

地震學會第4回學術講演會 1950年5月20日及び21日に互り東京大學理學部2號館講堂で行われた。當日の講演題目は次の通りである。

1. 波浪計について、土生片樟 (大阪大學)。
2. 地震計としての注射器の利用、坪井忠二 (東大理)。
3. トリパアタイト・ステイション・メソッドに用うるための精密な地震計について、淺田敏 (東大理)。
4. 緯度の永年變化について、西村英一、細山謙之助 (京大理)。
5. 高感度伸縮計と微壓計の觀測、小澤泉夫 (京大)。
6. 地表溫度の變化が坑内に於ける地殼の傾斜伸縮の觀測に及ぼす影響、本間正作、長宗留男 (氣象臺)。
7. 重力偏差の變化の觀測、村松郁榮 (名大)。
8. 水準としての月平均海面の信頼度、山口生知 (地理調)。
9. 和歌山、湯淺間の水準測量、小澤泉夫 (京大)。
10. 東京丸の内付

近の地盤の變動について、宮部直巳、片岡明雄（名大）。11. 地殻變動によるエネルギー、本間正作（氣象臺）。12. 昭和 23 年 4 月 18 日の熊野灘に於ける地震津浪について、村内必典（科博）。13. 明代後期に於ける支那地震の概況、慶松光雄（金澤大）。14. 支那史上最大と思われる地震について、慶松光雄（金澤大）。15. 日本に於ける震央の移動形式、本間正作、長橋福次郎、（氣象臺）。16. 火山地震の長週期活動と氣候について、神田茂（横濱大）。17. 地震群についての統計、鈴木次郎、友田好夫（東大理）。18. 今市地震の重力測定、飯田汲事、早川正巳、片寄邦之、小川健三、古谷重政（地質調）。19. 今市地震後の微小地震の観測について、浅田敏、鈴木次郎（東大理）。20. 今市地震に伴った地磁氣の變化について、加藤愛雄、歌代愼吉、小坂由須人（東北大）。21. 昭和 25 年 4 月 26 日の南海餘震について、西村英一（京大）。22. 福井地震の餘震について、表俊一郎（震研）。23. 南海道地震とその餘震の走時曲線、吉山良一（九大）。24. 震源域の大きさについて、高木聖（氣象臺）。25. 地殻内の地震波傳播速度の分布、杉浦邦朗（名大）。26. 東北地方の地下構造（II）、早川正巳（地質調）。27. 海底をつたわる表面波について、市川政治（氣象臺）。28. SH 波の重ね合せと Love 型波、松澤武雄（東大理）。29. 初動方向のかたよりについて、井上宇胤（氣象臺）。30. 人工地震波の減衰性について、吉川宗治（京大）。31. 人工地震の表面波の衰について、久保寺章（京大）。32. 震害と地震との關係について、金井清（震研）。

雑 録

國立科學博物館に於ける地震計原理實驗裝置の陳列

東京上野公園内の國立科學博物館では戦後又地震計の陳列が復活した。萩原式水平動地震計と石本式加速度計が陳列のまゝ観測が續けられている。

その隣に地震計原理實驗裝置が陳列してある。觀覽者が實驗出来るように設計した。3 つ振子（重錘 1.5 kg）が下つているが、右端は周期 0.5 秒の振子他の 2 つは周期 3 秒の振子である。後者 2 つのうち左のものは油制振器がついていて臨界制振になつている。各振子は地震計の針先を使用して擴大せずドラム上に記録するようになってゐる。左端の針先は振動臺の實動を記録するものである。

右のハンドルを上下に動かすと 4 枚の板バネで支えられた振動臺が左右にゆれ各針先はそれぞれの記録をドラム上に記録する。

記録紙は煤書きで 6 watt のワーレン・モーターで回轉し 1 秒間に 2 mm 進む。ドラムの右方へのおくりは一回轉に 10 mm である。勿論押ボタンにより觀覽者がドラムの回轉をおこすことが出来るようになってゐる。振動臺を支持する臺はアングルを熔接して作つてあるが、幅 1 m 20 cm 奥行 70 cm である。實際陳列の際にはこれが大きなケースの中に入れられてある。

實驗してみた記録によるとダンパーのないものは自己振動が入つてゐることがよくわかる。一方短振動に對してはダンパーなしの周期 3 秒の振子もよく動くがなんといつてもダンパーのある振子にはかなわない。凸凹の振動をさせたときはダンパーのある振子も實動とは似もつかないものを書いている。

興味のある方はどうか博物館にこられて、實驗されることを望みます。（國立科學博物館 村内必典）

「地震」投稿規定

1. 原稿は原稿用紙に横書に認め、假名は平假名を用いること。
 2. 句讀點，．等を明瞭に記入すること。
 3. 地名、人名の讀みにくいものには振假名を付けること。
 4. 數字は漢字を用いず、アラビア數字を用いること。
 5. 引用文献等は脚註に記載のこと。
 6. 挿圖は墨で明瞭に書き、縮率を必ず記入すること。圖の中の文字は刷上り 1mm 以下にならぬこと。原稿に赤字で圖の挿入場所を指定すること。
 7. 原稿には必ず英文題目と英文要約を付けること。
 8. 論文の長さは當分の間、刷上り 4 頁 (400 字詰原稿用紙約 10 枚) のこと。
 9. 別刷の費用は當分の間全部 (用紙を含む) 著者の負擔となし、部數は 50 部以内のこと。
 10. 校正は當分の間編輯係に一任のこと。
 11. 特殊な圖版 (折込、色刷等) は當分の間著者が費用を負擔すること。
- ◎追加 挿圖、表等の説明には英語を用いること。

昭和 25 年 8 月 20 日 印刷
昭和 25 年 8 月 25 日 發行

第 2 輯 第 2 卷 第 2 號

東京大學理學部地球物理學教室內

編輯兼
發行者

地 震 學 會

代表者 松 澤 武 雄

印刷所

日本産業協會印刷部

發行所

東京大學理學部
地球物理學教室內

地 震 學 會

(會員番號 225147)

JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN “ZISIN”

Second Series

Vol. 2 No. 2

1949

- On Seismic Tidal Waves. Part 2. Numerical Evaluation
of the Related Integrals. T. MATUZAWA 33
- A Relation between the Area of After-shock Region and
the Radius of Sensibility Circle. A. SEKI and S. HOMMA 37
- Time Variation in Seismic Wave-velocity. M. HAYAKAWA 41
- A Study on the Variation in the Seismic Activities
before and after Great Earthquakes. S. MURAUCHI 47
- On Time and Space Distributions of Earthquakes
in Tohoku District. M. HAYAKAWA 52
- On Regions of Anomalous Seismic Wave Velocity.
..... K. IIDA and M. HAYAKAWA 55
-